6

Rocas sedimentarias

Nos basta el testimonio de las cosas que se produjeron en aguas saladas y que ahora aparecen en las altas montañas, situadas, a veces, lejos del mar.

Leonardo da Vinci (1452-1519).

Areniscas

La arenisca es, tal vez, la más conocida de todas las rocas, por ser de fácil explotación, siendo más usada que ninguna otra especie petrográfica como piedra de construcción. Examinada con detención, utilizando una lupa, si es necesario, un fragmento de arenisca aparece constituido por granos de arena de idéntico aspecto que los que agitan las olas al romper sobre una playa. La mayor parte de estos granos están formados por partículas de cuarzo más o menos redondeadas, pero existen otros, más opacos, que son granos de feldespatos meteorizados y, por lo general, se ven también algunas laminillas brillantes de mica (figura 6.1).

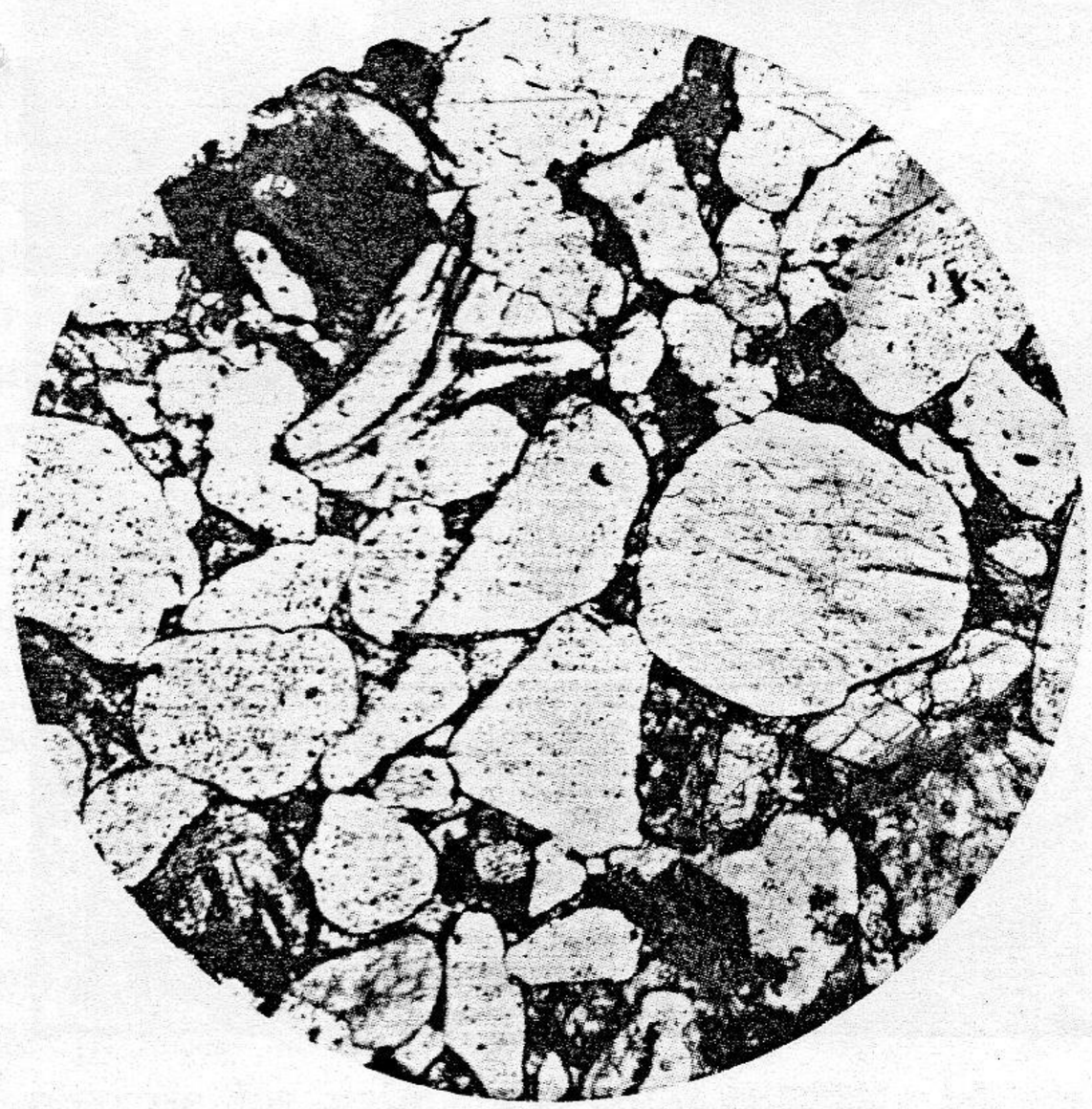


Figura 6.1. Microfotografía de arenisca, del tramo de arenisca de Torridon, en los Highlands noroccidentales de Escocia (× 30) *(G. S. Sweeting).*

Es evidente que la arenisca está formada por materiales de segunda mano, de fragmentos desgastados que proceden de la desintegración de alguna roca más antigua, tal como el granito, que contenía los mismos minerales. Solamente difiere de los modernos depósitos de arenas en que son coherentes en vez de ser pulverulentos. La calcita es un material de cementación común. Las areniscas pardas están cementadas por limonita, y las variedades rojas, por hematita. En las areniscas de color blanco, sumamente duras, el cemento es sílice, cristalizado en forma de cuarzo. Estos materiales cementantes fueron depositados entre los granos por aguas subterráneas, que se filtraron a través de la arena, cuando estaba enterrada debajo de mantos de arena más reciente o de otras formaciones.

La arenisca silícica, en la que la mayoría de los granos y el cemento son de cuarzo, suele llamarse *cuarcita.* Sin embargo, cuando se erosiona una área granítica a veces no hay tiempo —o el clima no es el adecuado— para que todo el feldespato se meteorice y se transforme en minerales arcillosos, antes de que los residuos de desintegración se vuelvan a depositar; entonces, en las arenas resultantes, son abundantes los granos de feldespatos, en general, ortoclasa rosada o microclina. A las areniscas ricas en feldespatos se las denomina *arkosas.* Otro tipo importante de are-

Rocas sedimentarias constituidas por fragmentos

	Groseras *Rudáceas* (del latín *rudus* residuo)	**Medias** *Arenáceas* (del latín *arena*)	**Finas** *Arcillosas* (del latín, *argilla,* arcilla)
Consolidadas	Cantos y guijarros Grava, guijarral, cascajo	Arenas	Fango Arcilla
No consolidadas	*Conglomerado* (fragmentos rodados) *Brecha* (fragmentos angulosos)	*Areniscas* (incluyendo cuarcitas, arcosas y grauvacas)	*Arcillitas* (compacta) *Pizarra* (laminada)

nisca es la *grauvaca,* término que significa «arena gris», que le dieron los mineros en las Harz Mountains, y que más tarde adoptó Werner. La grauvaca difiere de la arenisca ordinaria (*a*) en que está peor clasificada, o sea, a menudo sus granos son de tamaño variable (fig. 6.7); y (*b*) en que tiene una mayor variedad de constituyentes, tanto entre los granos como en la matriz y el cemento. Entre sus granos puede haber no sólo cuarzo, feldespatos y micas, sino también trozos de minerales ferromagnésicos, no del todo alterados, y fragmentos de rocas de la región que se erosionó, y que, en algunas zonas, incluye tipos volcánicos. La matriz es de grano fino y está compuesta, principalmente, por productos de alteración en escamas, resultantes de la meteorización, tales como la arcilla, y minerales micáceos y cloríticos. Evidentemente, las grauvacas son arenas fangosas de un tipo que sólo puede haberse acumulado como resultado de un rápido transporte desde una región formada por rocas variadas y sometida a erosión vigorosa.

Otras rocas sedimentarias constituidas por fragmentos

A lo largo de las playas, y especialmente cerca de los acantilados, guijarros y cantos rodados se amontonan por la acción del oleaje. Luego vienen las arenas, y más allá, en el fondo del mar, se van acumulando los depósitos, todavía más finos, de barro, formados por minúsculos fragmentos escamosos de minerales arcillosos y sus asociados cloríticos y micáceos, juntamente con granitos de cuarzo y feldespatos alterados, igualmente pequeños. Desde luego, existen todas las gradaciones desde los lechos de cantos muy gruesos hasta los fangos más finos, y todos estos depósitos están formados, esencialmente, de trocitos de rocas preexistentes o de sus productos de alteración. La palabra latina para indicar los residuos procedentes de la denudación de las rocas, *detritus,* se usa para indicar estos ingredientes, en oposición al cemento, que es introducido en la roca posteriormente, a partir de una solución. Se dice que los sedimentos detríticos tienen una estructura *clástica* (del griego, *klastos,* roto en pedazos), en contraposición a la estructura cristalina de los sedimentos depositados por precipitación química, como la sal gema.

Todas las variedades de los tres grupos principales de sedimentos no cementados citados, tienen sus equivalentes compactados o cementados en los estratos sedimentarios de todos los períodos geológicos. Si se sigue una capa de arenisca en el campo, suele observarse que, por un lado, se adelgaza y pasa lateralmente a arcilla o pizarra arcillosa. Si se sigue por el otro lado, puede pasar a tener granos más gruesos, y convertirse en un lecho de cantos o conglomerados (fig. 6.2). El término *conglomerado* se aplica a rocas formadas por fragmentos y cementadas, cuyos fragmentos son rodados, como los cantos y los guija-

Figura 6.2. Conglomerados depositados sobre arenisca con estratificación cruzada (sistema Triásico), en The Cliff, Budleigh Salterton, Devon *(F. T. Blackburn).*

rros; si los fragmentos son angulosos o subangulosos, la roca se llama *brecha.*

En el momento de depositarse, el fango o la arcilla húmedos son un sedimento muy blando, debido a la gran cantidad de agua que rellena los espacios intersticiales. Al irse depositando más sedimento encima, se comprime la arcilla subyacente, que se va consolidando, a medida que el agua es expulsada. Eventualmente, según el grado de cementación, se convierte en arcillita o pizarra arcillosa. La arcillita es compacta, pero la pizarra puede dividirse fácilmente en láminas, a veces tan delgadas como el papel. Esta estructura, que le da a la pizarra arcillosa su propiedad característica de poderse dividir tan finamente, se llama *laminación.* La arcilla, y otros minerales hojosos, se presentan en forma de delgadas películas que tienden a disponerse con sus superficies planas paralelas al plano de laminación. El desarrollo de esta disposición regular probablemente comenzó cuando se depositaron las hojuelas, y este proceso se acentuó, de forma natural, por el peso de los sedimentos suprayacentes. En las arcillitas, la laminación apenas está desarrollada: quizá las diminutas partículas coalescen en agregados floculentos, a medida que caen, quedando dispuestas al azar.

Variedades de estratificación

En la superficie vertical de una cantera de arenisca o de un acantilado se pueden ver estratos o capas sucesivas, que difieren unas de otras por variaciones de color o del grosor del grano (figura 6.3). En ciertos intervalos, los planos de estratificación pueden estar fuertemente marcados, pudiéndose partir más fácilmente la arenisca a lo largo de éstos, tal vez debido a la presencia de una capa delgada interestratificada, con hojuelas de mica en disposición plana, o a la interposición de una fina banda de arcilla o de pizarra. Es evidente que las capas o estratos se formaron por la deposición de sucesivos lechos de sedimentos. La disposición resultante, o *estratificación,* es una estructura primaria de las rocas sedimentarias. La unidad estructural de las rocas estratificadas es un lecho o capa, de composición uniforme o característicamente variada, cuyo espesor puede variar entre escasos milímetros y uno o algunos metros (fig. 6.4). La laminación de la pizarra es paralela a la estratificación. Pero se debe recordar que la laminación se refiere a una disposición pararela de minerales en una capa o estrato, mientras que

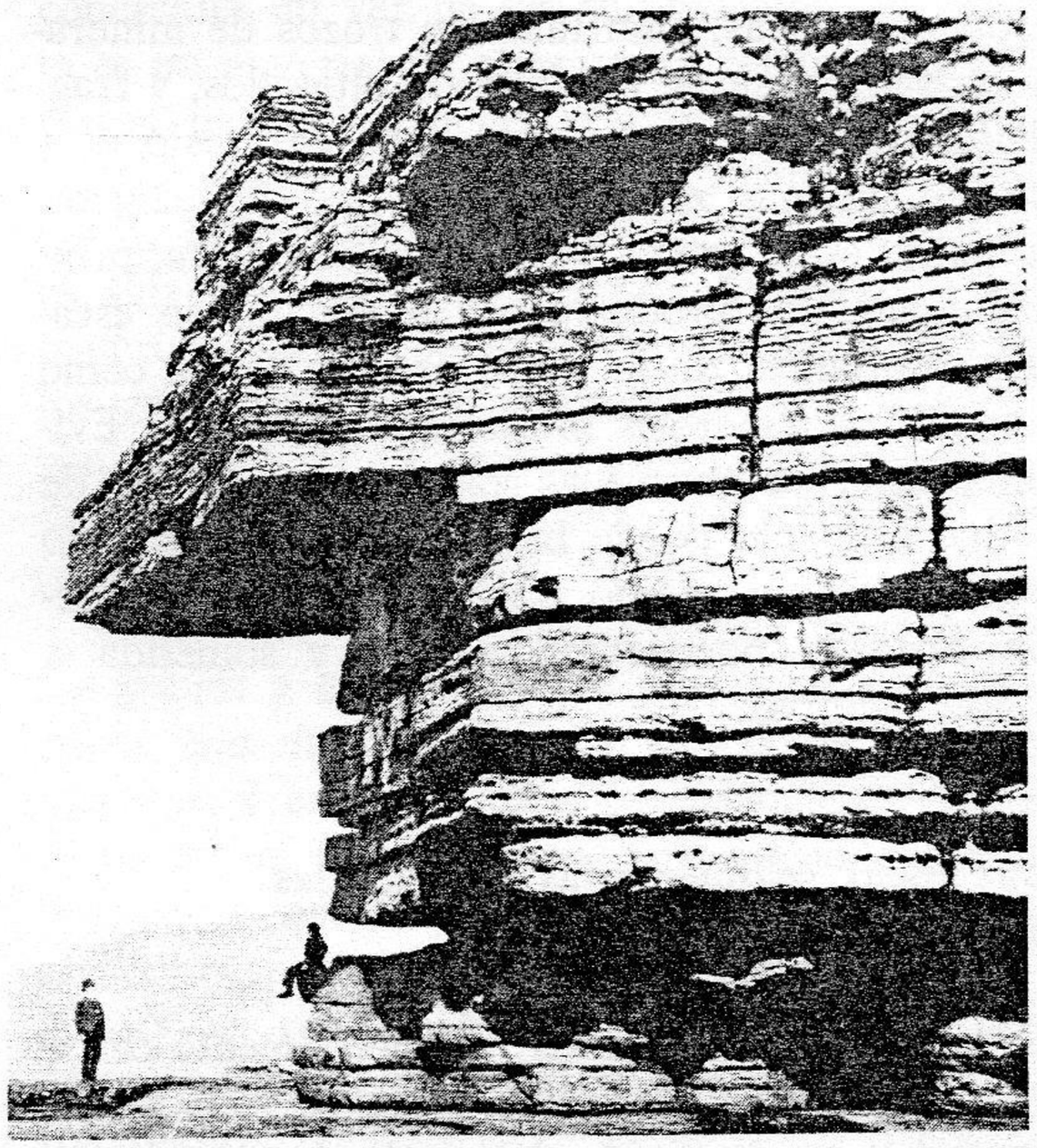


Figura 6.3. Estratificación y diaclasado en las areniscas carboníferas del cabo Muckross, Co. Donegal, Irlanda *(Colección R. Welch, Derechos Museo del Ulster).*

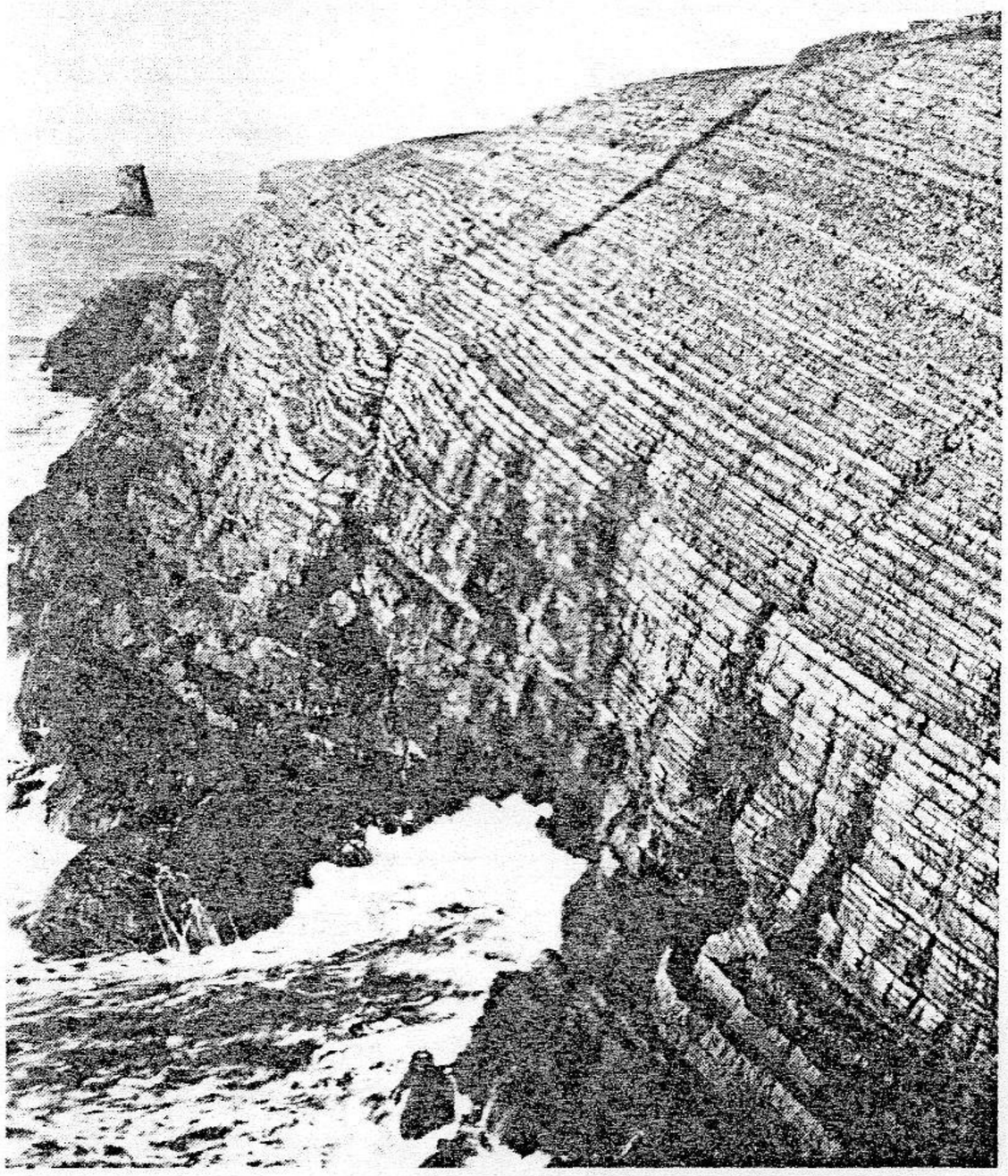


Figura 6.4. Calizas bien estratificadas alternantes con pizarras arcillosas y arcillitas: acantilados situados al oeste de Harness, Castlemartin, Dyfed, Gales *(Instituto de Ciencias Geológicas de Gran Bretaña).*

la estratificación se refiere a una sucesión de capas separadas por planos de estratificación.

La mayoría de sedimentos se depositaron originariamente en superficies planas o de pendiente muy débil. Pero cuando las corrientes de aguas someras depositan arena, se van formando bajos y bancos de arena, cuyo frente de deposición avanza en el sentido de la corriente, como cuando se va terraplenando una vía férrea a medida que se construye. La estratificación de un banco de arena en formación sigue los taludes, suavemente curvados, por los que va descendiendo la arena, dando un patrón que, en un corte y para condiciones ideales, es similar al de la figura 6.5 (*a*). Al cambiar las condiciones, posiblemente durante una tormenta, la parte alta del banco es barrida, y los planos de estratificación quedan bruscamente truncados por una superficie de erosión como la AB.

Posteriormente, se pueden depositar otros bancos de arena, o quizás un tipo distinto de sedimento, sobre aquella superficie. Por eso, en una cantera, o un acantilado en que quedan expues-

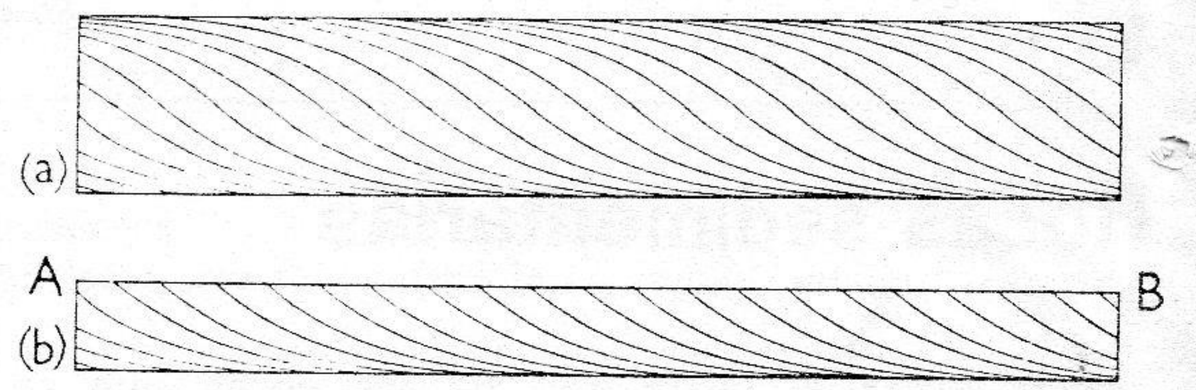


Figura 6.5. Cortes que explican la estratificación cruzada debida a una corriente («current bedding»). En (*a*) la estructura está completa. En (*b*) la parte superior ha sido erosionada hasta el nivel AB y el patrón de estratificación está truncado.

tas las capas sedimentarias, podemos ver que hay ciertas bandas, en que la estratificación es oblicua y con inclinaciones variadas, respecto a la «disposición» general de la formación, considerada como un todo. Esta estructura, que es original, y no debida a abombamientos ni a plegamientos, se llama *estratificación cruzada* (en inglés, «*cross bedding*» y «*current bedding*»). Las dunas de arena, acumuladas por el transporte eólico de arena, también presentan estratificación cruzada, cuyo

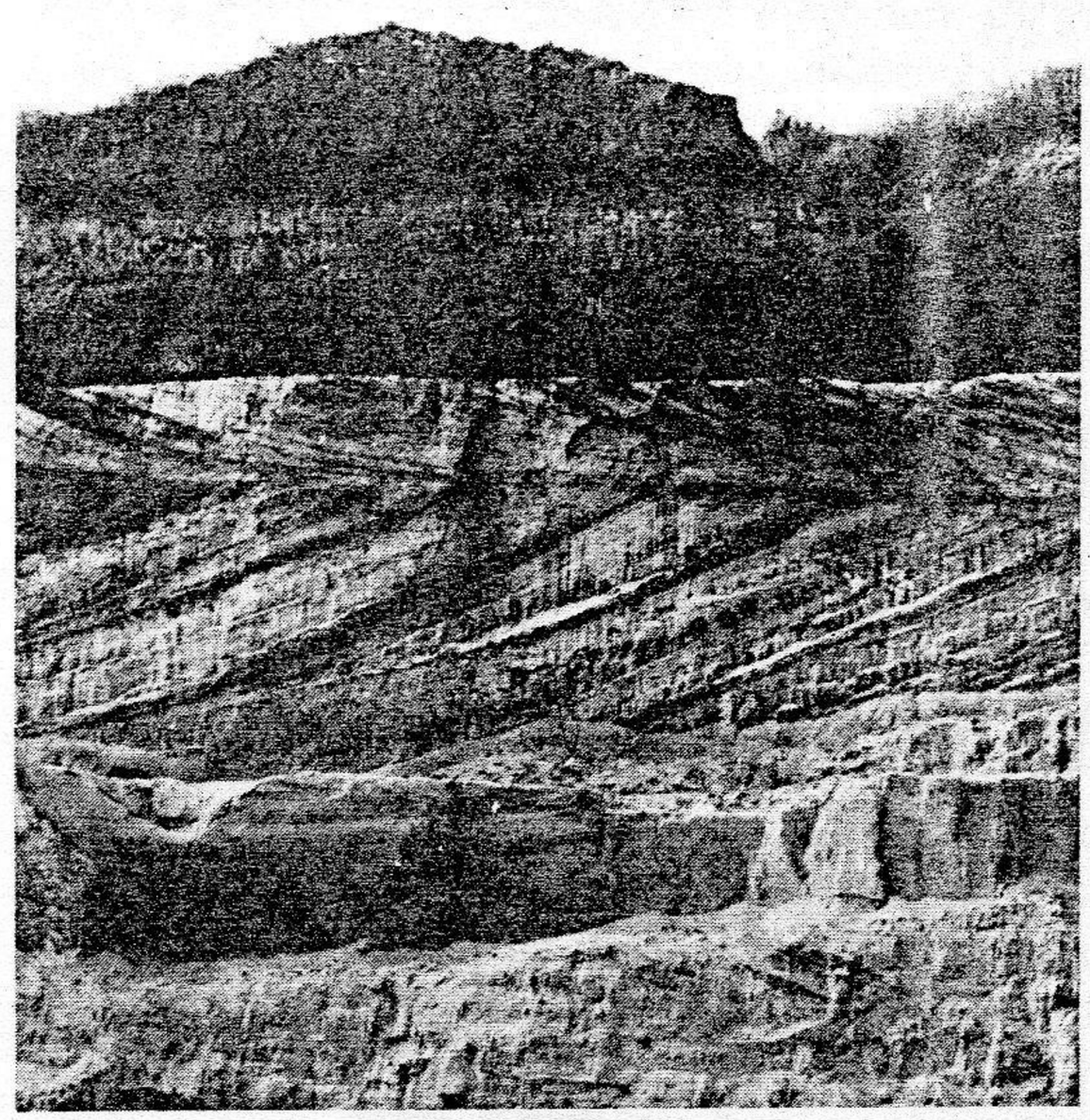


Figura 6.6. Estratificación cruzada debida a una corriente en la formación «arena verde inferior» truncada y cubierta por materiales horizontales, Gault, NE de Leighton Linslade, Bedfordhire *(Instituto de Ciencias de Gran Bretaña).*

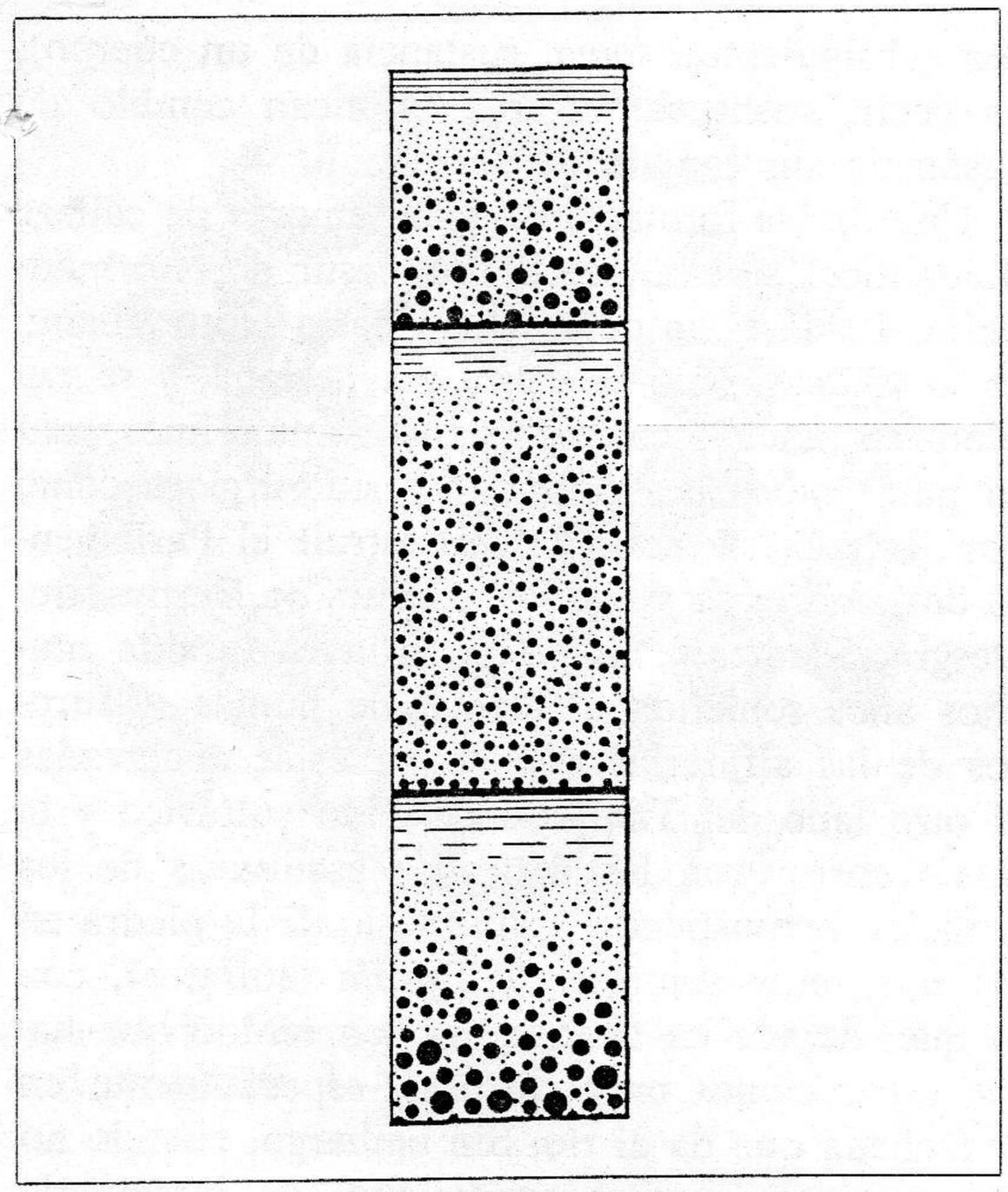


Figura 6.7. Estratificación gradada.

patrón reproduce, del todo o en parte, el perfil de las dunas.

Si en una jarra larga, llena de agua, se deja caer una mezcla de sedimento no cementado, con partículas de tamaño variado, desde pequeños guijarros a arena y fango, las partículas grandes llegan al fondo antes y las más pequeñas llegan las últimas. Esta disposición, que se observa a menudo en capas de grauvaca, se llama estratificación *gradada* (en inglés, *graded bedding*) (fig. 6.7). El fondo del lecho generalmente yace sobre pizarra y puede ser de arena gruesa; a partir de ella hay una transición hacia arriba, hacia material cada vez más fino, que en la parte alta pasa a ser pizarra y donde, otra vez, es patente un plano de estratificación. Estas capas suelen mantener un espesor bastante constante en grandes extensiones. Las peculiaridades de las grauvacas, y su estratificación gradada característica, sólo se han llegado a comprender recientemente. La mayoría de las grauvacas parecen haberse formado en el mar, a partir de las llamadas corrientes de turbidez. Un terremoto desencadena una especie de avalancha submarina de sedimento mezclado, situado en un talud de pendiente relativamente fuerte. La espesa nube de sedimento resultante, suspendida en el agua del mar, se desplaza velozmente talud abajo y puede extenderse hasta muy lejos sobre las llanuras del mar antes de que se complete su redeposición (fig. 24.18).

Calizas

Las calizas de propiedades adecuadas se usan mucho como piedra de construcción, a causa de la facilidad con que pueden trabajarse, y algunas variedades, las aristócratas de un grupo muy mezclado, han llegado a hacerse famosas al ser pródigamente empleadas en los grandes edificios públicos. La piedra de Portland, por ejemplo, ha sido elegida, con preferencia, para muchos de los más suntuosos edificios de Londres, desde que Wren la escogió para la reconstrucción de la catedral de San Pablo, después del gran incendio de 1666. Las torres y campanarios de las iglesias de Londres, las oficinas del gobierno de Whitehall, la fachada del palacio de Buckingham y los edificios de la Universidad de Londres indican su

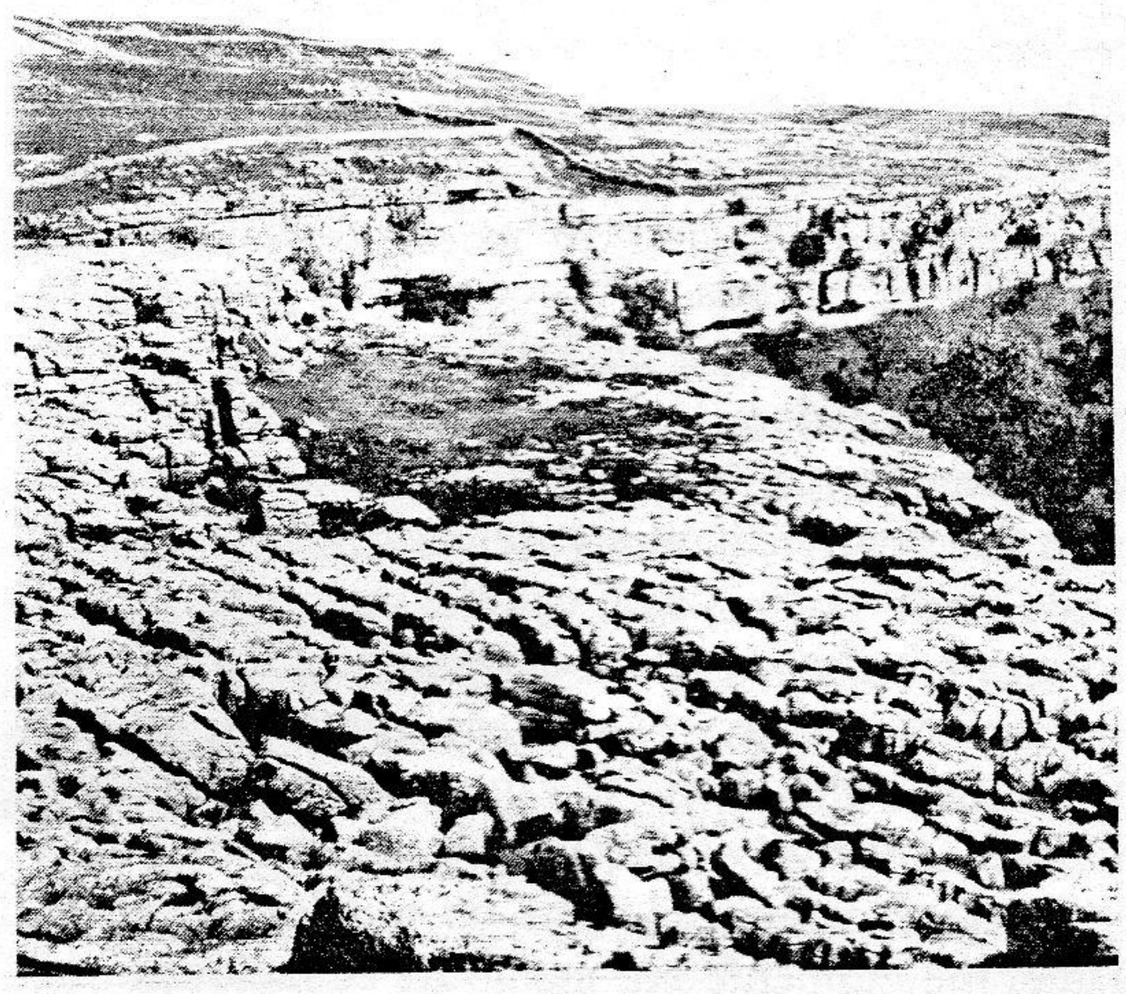


Figura 6.8. Caliza carbonífera del Great Scar, sobre la Cueva Malham, North Yorkshire *(Instituto de Ciencias Geológicas de Gran Bretaña).*

versatilidad para lucir en variados estilos arquitectónicos.

La arquitectura natural de las calizas puede estudiarse en las canteras de Portland y los Costwolds, en los verdes roquedos de los Penninos (figura 6.8) y en las blancas paredes, cortadas por los canteros, en las verdes laderas de los Chalk Downs. Algunas calizas de los Penninos están impregnadas de restos de corales y conchas marinas, y de fragmentos, en forma de cuentas de rosario, procedentes de los tallos de lirios de mar (animales análogos a las estrellas de mar, con largos pedúnculos, figs. 6.9 y 6.10). Las calizas amarillas de Cotswold, más livianas y porosas, contienen, con frecuencia, acumulaciones de conchas fósiles, mientras que los belemnites, que semejan gruesos lápices, y las formas enrolladas de ammonites aumentan su interés y variedad. Ya hace mucho tiempo, Sorby señaló que la caliza friable y de grano fino conocida con el nombre de creta[1] estaba compuesta casi toda de restos orgánicos. Conchas lisas y blancas de moluscos y erizos de mar, y conchillas mucho menores enrolladas o globulares de foraminíferos (fig. 24.9), visibles sólo al microscopio, están rodeadas por una matriz de grano extremadamente fino. La matriz está formada, principalmente, de restos de conchas muy fracturadas. En las páginas 95-96 se hace referencia a los nódulos y bandas de sílex, muy peculiares, de la Creta.

Es evidente que muchas calizas son acumulaciones de restos orgánicos, vastos cementerios a los que contribuye constantemente la abundantísima vida del mar. Las conocidas calizas de Portland y Bath desde luego contienen conchas fósiles, pero están compuestas, en su mayor parte, de granos que parecen huevos de insectos. Por esta razón se llaman *oolitas* o calizas oolíticas (del griego, *oion,* huevo). Examinándolos al microscopio se ve que cada gránulo u *oolito* está hecho de capas concéntricas de CO_3Ca, y en el centro suele haber un trocito de concha (fig. 6.11).

Actualmente se están formando oolitos en las aguas marinas someras de los canales de marea

1. Se debe resaltar que el término *creta* con «c» minúscula se refiere a la roca considerada sólo como material. La «Creta» con «C» mayúscula se refiere a los estratos de creta que se depositaron sobre un área enorme durante el período de tiempo geológico llamado período Cretácico (véase página 114).

Figura 6.9. Superficie meteorizada de caliza crinoidea carbonífera *(W. W. Watts).*

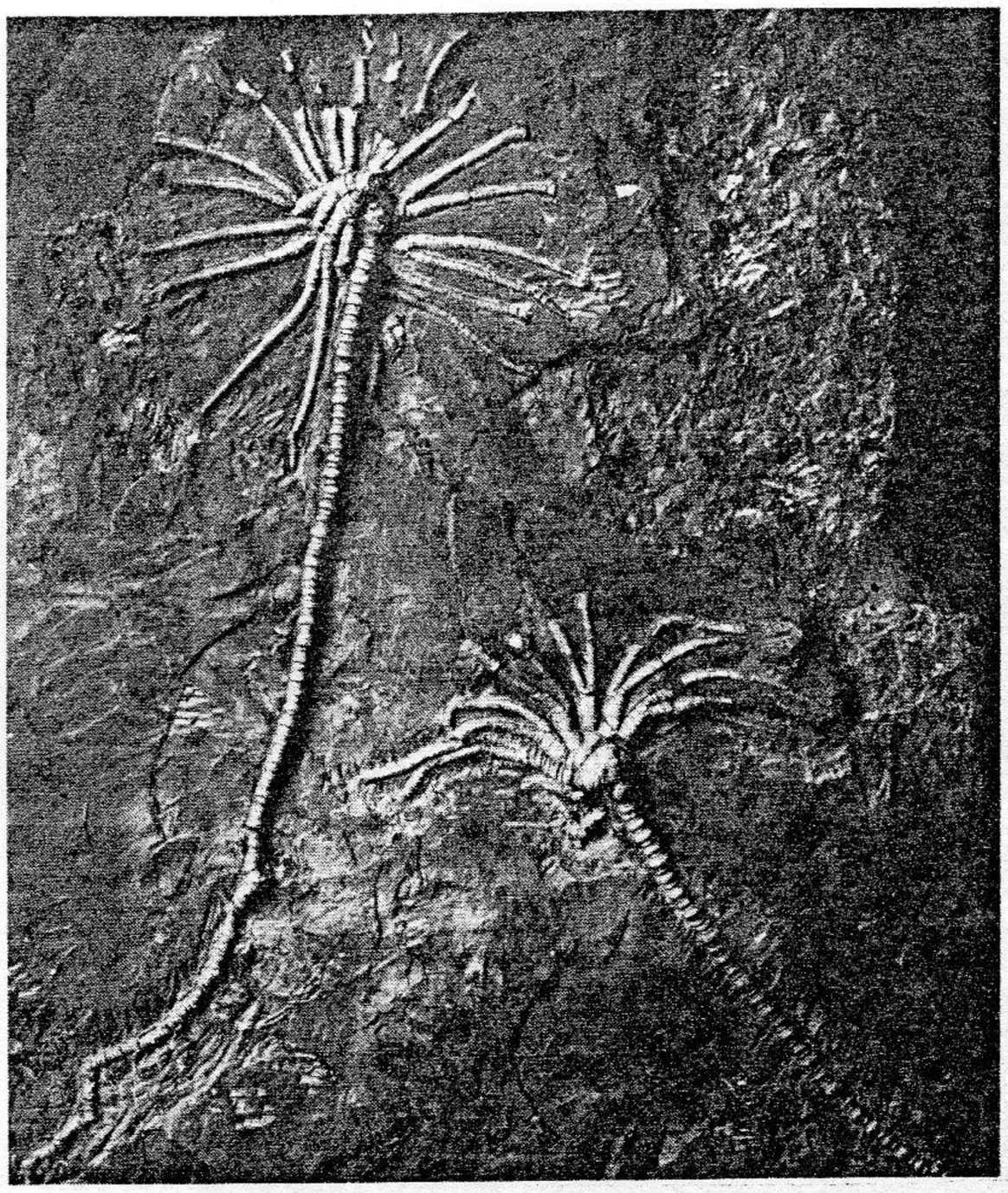


Figura 6.10. Crinoides. Láminas de pizarra calcárea, río Liddel, al sur de Penton Bridge. Límite angloescocés, mostrando dos ejemplares de *Woodocrinus (J. Wright).*

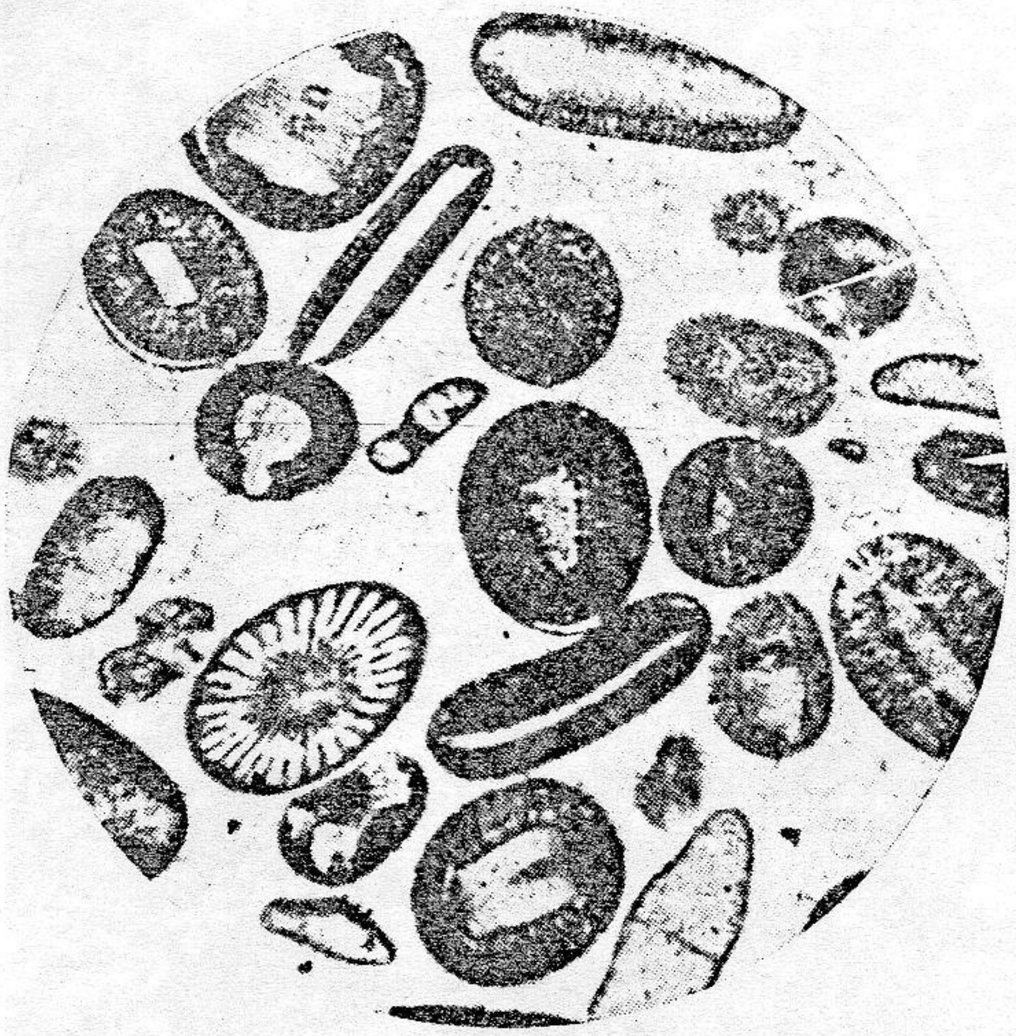


Figura 6.11. Microfotografía de caliza oolítica, Farley, Bath (× 30) *(G. S. Sweeting).*

y lagunas de Florida y de las Bahamas. El calentamiento y la evaporación del agua del mar aumentan la concentración hasta un punto en que puede precipitar el CO_3Ca. Cuando las olas y las corrientes agitan el agua, pequeños granos de CO_3Ca sirven como núcleos de precipitación y van siendo envueltos en sucesivas capas concéntricas. Su forma redondeada es el resultado de la fricción constante sobre el fondo del mar. Los organismos también contribuyen a la formación de oolitos. Las bacterias fijadoras de cal y las algas calcáreas incrustan núcleos e incluso sus propias células con una película de CO_3Ca extraído del agua del mar o de las aguas saladas de lagos tales como el Gran Lago Salado de Utah (fig. 6.12).

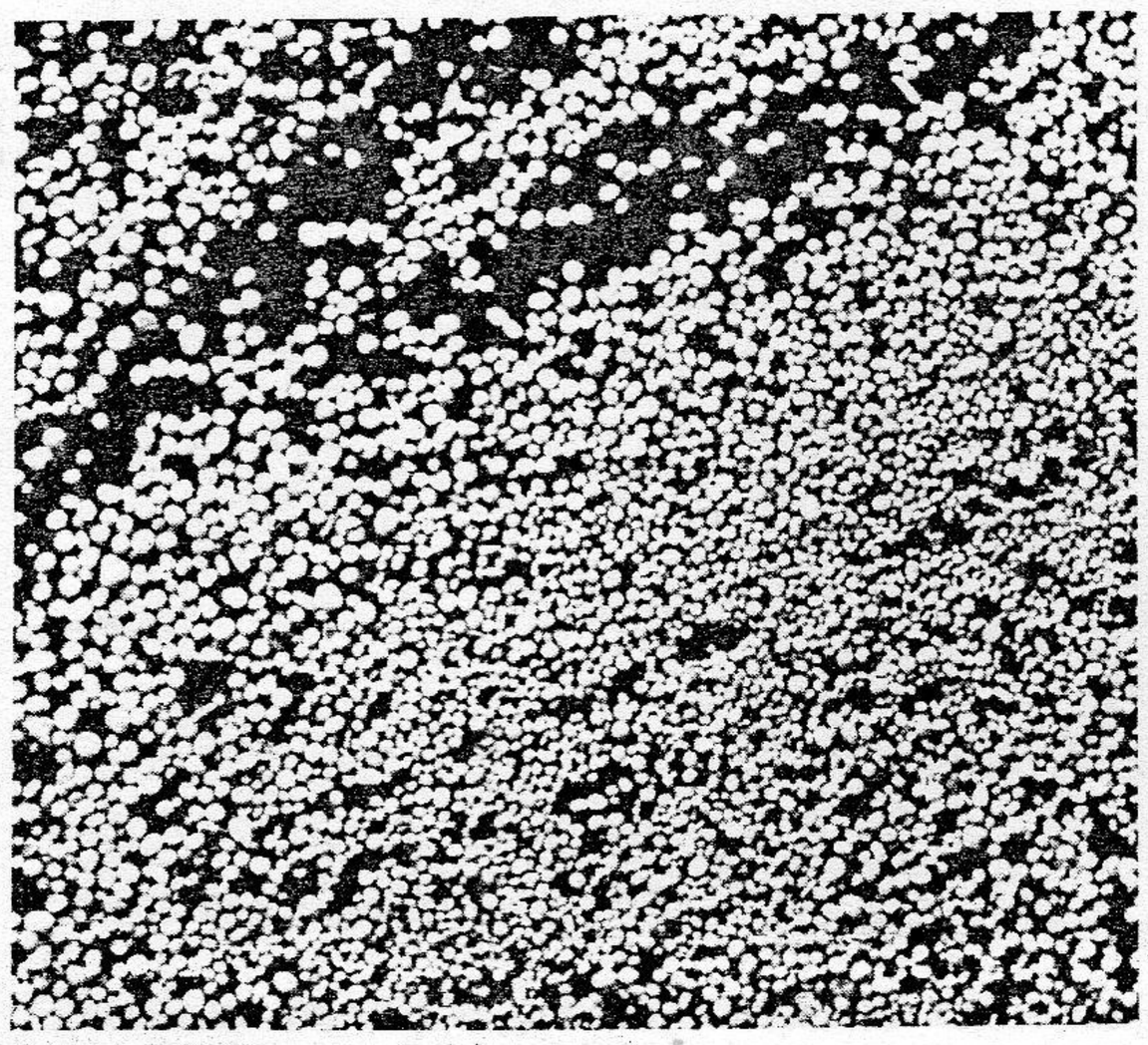


Figura 6.12. Oolitos de formación actual en las aguas someras del Gran Lago Salado, Utah *(Colección R. Welch, Derechos Museo del Ulster).*

El tamaño de grano de los oolitos de una capa de caliza oolítica suele ser bastante uniforme, quizá por la acción selectiva del tamaño de grano de olas y corrientes. La tasa de crecimiento es muy lenta. Las mediciones de la edad realizadas por el método del radiocarbono (véase pág. 264) indican que los anillos internos de un oolito de las Bahamas precipitaron hace más de 1000 años. A veces los granos son tan grandes como un guisante, y la caliza resultante se llama *pisolita* (del griego *pison,* guisante).

Las calizas, como vemos, son depósitos formados a partir de materiales que estaban disueltos: generalmente, aunque no siempre, proceden del agua del mar. Ordinariamente se acumulan en la parte externa de los bancos de arena y barro que bordean casi siempre los continentes; pero donde el mar no esté contaminado por sedimentos fangosos y, en particular, donde los acantilados están formados por calizas más antiguas, pueden formarse también junto a tierra. Localmente, las playas pueden componerse de arena formada no de granos cuarzosos, sino de restos de conchas (figura 3.6). De un modo análogo, las arenas asociadas a los arrecifes coralinos y atolones contienen abundantes restos de corales, desmenuzados por el oleaje.

Naturalmente, en muchos lugares, se depositan juntos materiales calcáreos y fangos. El sedimento resultante puede ser una caliza arcillosa o una arcilla calcárea pero, en general, se usan dos nombres comunes para tales productos intermedios, *marga,* cuando el sedimento es blando y *marga cementada* (en inglés, «*cementstone*») cuando está endurecido. Este último término hace referencia al hecho de que el SiO_2 y el Al_2O_3 de la arcilla y el CaO de la caliza pueden estar presentes en una proporción adecuada para la fabricación de cemento Portland. Las calizas y las pizarras arcillosas (o las arcillitas o las margas) también pueden depositarse en capas acusadamente alternantes, como lo ilustra la figura 6.4.

Calizas dolomíticas y dolomías

En los mares cálidos tropicales muchos organismos extraen del agua no sólo calcio sino también cierta cantidad de magnesio, para construir sus conchas carbonatadas y, por ello, algunos de los depósitos resultantes son *calizas magnesianas* o *dolomíticas*. Pero entre las rocas sedimentarias carbonatadas se puede encontrar toda la gama desde caliza, pasando por caliza dolomítica a dolomía. Aunque, en el agua de mar, el magnesio es unas tres veces más abundante que el calcio, parece que muy poca o ninguna dolomía se está depositando, actualmente, en el fondo del mar, y la que se deposita lo hace, probablemente, con la ayuda de bacterias y algas y sus productos de degradación, entre los que se cuenta el amoníaco. Sin embargo, en épocas pasadas, por la evaporación del agua de mares cerrados, se consiguió un grado de concentración adecuado para que las condiciones fueran favorables para la precipitación de dolomita. Es más común que la dolomita se forme indirectamente, por la acción de iones de magnesio (Mg^{2+}) sobre el CO_3Ca ya depositado, sea en forma de arrecifes de coral o de cualquier otro modo, en los fondos más someros de los mares de regiones tropicales. El intercambio que se produce se puede representar por medio de la siguiente ecuación:

$$2CO_3Ca + Mg^{2+} = (CO_3)_2CaMg + Ca^{2+}$$

Calcita — Ion del agua del mar — Dolomita — Ion que va al agua del mar

Pero ésta no es toda la historia de lo que ocurre. En la ecuación, como en todas las reacciones químicas de este tipo, la masa de las sustancias que reaccionan en un miembro es igual a la masa de los productos resultantes en el otro. Sin embargo, lo que suele ocurrir bajo condiciones naturales es que una concha o coral son reemplazados por dolomita, sin que haya cambio de volumen, de modo que cada detalle de la estructura orgánica original se conserva perfectamente. Estas sustituciones de igual volumen —que no pueden representarse completamente por medio de ecuaciones químicas— son muy características de muchas de las transformaciones que se producen en minerales y rocas. Se describen como sustituciones *metasomáticas* (del griego, *meta*, sufijo que indica cambio subsiguiente; *soma*, sustancia de un cuerpo), es decir, sustituciones que implican cambio de sustancia sin cambio de forma.

Una de las formaciones más famosas de calizas dolomíticas se extiende desde el sur de Northumberland y la costa de Durham hasta Nottingham; se la conoce como la caliza magnesiana, y se explota en muchas canteras con distintos fines, tanto para industrias químicas y siderúrgicas como para la construcción. Para construir el Parlamento de Londres se eligió la dolomita de Derbyshire. Desgraciadamente, la piedra estuvo durante muchos años sometida al ataque de humos sulfurosos de las alfarerías que solían estar enclavadas al otro lado del Támesis. El ácido sulfúrico y la lluvia corroyeron las delicadas esculturas de los edificios, convirtiendo el magnesio de la piedra en las sales muy solubles de Epsom (sulfatos), con lo que, de vez en cuando, se han tenido que hacer reparaciones muy costosas, especialmente en la fachada que da al río. Sin embargo, cuando no está expuesta a unas condiciones de intemperie tan anormales, la dolomía puede ser una excelente piedra de construcción.

La caliza dolomítica de Durham se ha hecho famosa por la extraordinaria variedad de sus estructuras concrecionarias. Las hay de dos tipos principales: esferoidales («balas de cañón») y reticuladas. Las estructuras esferoidales incluyen esferas bien formadas de tamaño variable entre una canica y un balón de fútbol, y racimos de esferas que se interfieren entre sí, incrustados en una matriz pulverulenta o granular (fig. 6.13). Las estructuras reticuladas se presentan bajo una gran diversidad de modelos parecidos a encajes o puntillas, como mallas de bandas irregulares, paralelas a la estratificación, cruzadas por grupos radiales de varillas y husos. La matriz es la misma que en el grupo «bolas de cañón», y los análisis químicos indican que está formada de dolomita, con una pequeña proporción de carbonato cálcico en solución sólida. Por el contrario, las bolas y las mallas son calcita, con sólo una pequeña proporción de dolomita en solución sólida. Es obvio que las estructuras concrecionarias son de origen posterior a la estratificación, ya que se observan restos de ésta, como «espectros», que atraviesan las concreciones de calcita. Bajo la influencia del agua de percolación, el depósito original de grano fino y de mezcla total de CO_3Ca y

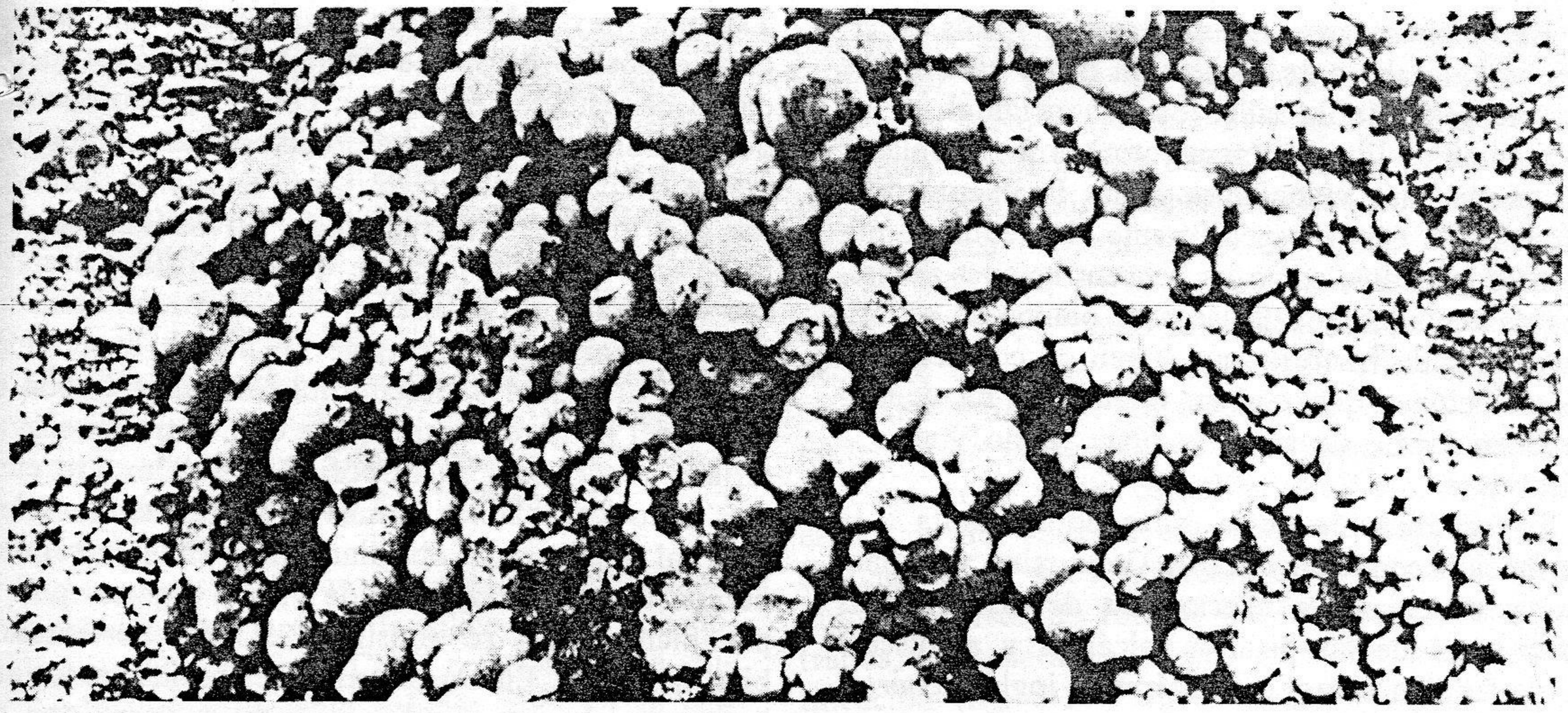


Figura 6.13. Caliza «bala de cañón» expuesta inicialmente en la base de los acantilados de caliza dolomítica de Roker, Sunderland, Tyne y Wear. La dolomita pulverizada que originalmente ocupaba los intersticios ha sido lavada y disuelta por el mar *(T. M. Finlay).*

$(CO_3)_2CaMg$ se ha reestructurado en esferas y mallas de gran tamaño, de calcita, dentro de la dolomita.

Estas curiosas estructuras ilustran un método de segregación que está muy extendido en las rocas. El principio en que se basa queda expresado en el famoso texto: «Al que tiene se le dará... pero al que no tiene se le debe quitar aún lo poco que tiene». Las partículas pequeñas de una sustancia dada son más solubles que las grandes. Por consiguiente, las soluciones saturadas de tamaños intermedios serán capaces de disolver partículas pequeñas, mientras precipitarán el mismo material alrededor de las mayores. Así, un núcleo, tal como un fragmento de concha, se transforma en un centro de acumulación y concreción o nódulo, que se va desarrollando gradualmente a expensas del material circundante de grano más fino.

Rocas ferruginosas y menas de hierro sedimentarias

De un cordón de «rocas ferruginosas» que está muy desarrollado desde Lincolnshire a Northamptonshire, con importantes extensiones hacia el sudeste en Oxfordshire y hacia el norte en las colinas Cleveland de North Yorkshire, se extrajeron, una vez, unos dos tercios de toda la mena de hierro utilizada anualmente en el Reino Unido: unos 20 millones de toneladas. Sin embargo, la situación cambió mucho, y durante los años 1972, 1973 y 1974 la extracción total de hierro británico fue sólo de 9,7 y 3,6 millones de toneladas, respectivamente, y las importaciones de hierro de 1974 fueron de 20 millones de toneladas.

La expresión «roca ferruginosa» (en inglés, «*ironstone*») se refiere a los depósitos del mineral siderita, CO_3Fe, y de los silicatos de hierro que suelen acompañarlo. Los depósitos de óxidos e hidróxidos de hierro suelen denominarse «menas de hierro» (en iglés, «*iron ores*»). Muchas de las rocas ferruginosas inglesas son oolíticas y algunas están hechas de siderita, que ha reemplazado metasomáticamente los oolitos y fósiles de las que originariamente eran calizas oolíticas. Pero la mayoría de oolitos ferruginosos parecen haberse formado en el fondo del mar por precipitación de un silicato de hierro verde, llamado *chamosita,* en capas concéntricas, alrededor de un núcleo dado. La matriz que envuelve los oolitos es una especie de fango chamosítico, el cual también se presenta en forma de capas individualizadas, que alternan con las bandas oolíticas. A veces hay un reemplazamiento de chamosita por siderita que, localmente, puede estar muy extendido. En el distrito Cleveland de North Yorkshire hay una capa bien desarrollada, en la que muchos

de los oolitos chamosíticos han sido reemplazados metasomáticamente por pirita.

Cuando, en tierra, una roca madre es meteorizada y se libera el hierro, éste pasa en solución como bicarbonato ferroso, pero sólo puede mantenerse como tal, o volver a pasar a serlo, cuando hay deficiencia de oxígeno y exceso de dióxido de carbono, por ejemplo, en un pantano de agua estancada, en tierra, o en las depresiones marinas, en las que la degradación orgánica es más activa que el crecimiento. La disminución estacional de la proporción relativa de CO_2 tiende, entonces, a provocar la precipitación del hierro en forma de siderita. Las arcillitas ferruginosas, que son concreciones esferoidales y bandas de siderita fangosa impura, parecen haberse formado de este modo, ya que son típicamente características de los sedimentos arcillosos situados bajo las formaciones de carbón (véase pág. 316).

Sin embargo, es mucho más frecuente que el hierro esté en presencia de oxígeno desde el principio y, entonces, precipita inmediatamente en forma de alguno de los pigmentos naturales que dan a las rocas meteorizadas sus tintes característicos amarillos, pardos o rojizos. Estos minerales forman una serie de composición variable entre $Fe(OH)_3$ a Fe_2O_3. En un momento dado, el material ferruginoso es arrastrado por la lluvia y los ríos, bien sea en forma de fina suspensión, que tarde o temprano se sedimenta y encuentra un lugar entre cualquier tipo de arcilla o fango que se está depositando, o bien como partículas submicroscópicas de $Fe(OH)_3$ que, junto con el agua, forman un sistema *coloidal*. Bajo estas condiciones peculiares de «solución coloidal», las partículas no pueden caer y, por lo tanto, pueden ser transportadas a lo largo de grandes distancias por ríos y corrientes. Su incapacidad para caer es el resultado de dos hechos curiosos. Las partículas coloidales de $Fe(OH)_3$ están cargadas positivamente y, por lo tanto, se repelen entre sí. Simultáneamente, están atraídas hacia los «polos» negativos de las moléculas de agua. Cada molécula de H_2O actúa como un minúsculo imán, porque los dos pequeños átomos de hidrógeno están prácticamente embebidos dentro del gran átomo de oxígeno, no uno a cada lado, como sería de esperar, sino ambos al mismo lado. Así, el lado hidrogenado de la molécula tiene una carga positiva, mientras que el otro tiene una negativa, y esta polaridad ayuda a mantener el $Fe(OH)_3$ —y también todas las demás partículas coloidales— en un estado de dispersión uniforme en el agua. Sin embargo, llega un momento en que la precipitación se hace inevitable, a consecuencia del aumento de concentración o de los cambios químicos en el agua. En muchos de los lagos de Suecia y Finlandia se han estado acumulando importantes depósitos de este tipo, llamados «menas de hierro de los pantanos», desde la retirada del último de los grandes casquetes de hielo, y el proceso de acumulación aún prosigue.

Depósitos silícicos: sílex y calcedonia

Aunque el cuarzo es prácticamente insoluble en agua ordinaria y en general se incorpora a las areniscas después de su recorrido desde su fuente de meteorización hasta el lugar de deposición, no debe olvidarse el hecho de que, durante la meteorización química de la mayoría de los minerales silicatos, se libera una gran cantidad de sílice soluble. Esto se puede representar considerando la alteración de ortoclasa a arcilla:

$$\underset{\text{Ortoclasa}}{2Si_3O_8KAl} + \underset{\text{Agua}}{11H_2O}$$
$$= \underset{\text{Arcilla (caolín)}}{Si_2O_5Al_2(OH)_4} + 2KOH + \underset{\text{Transportado en solución}}{4Si(OH)_4}$$

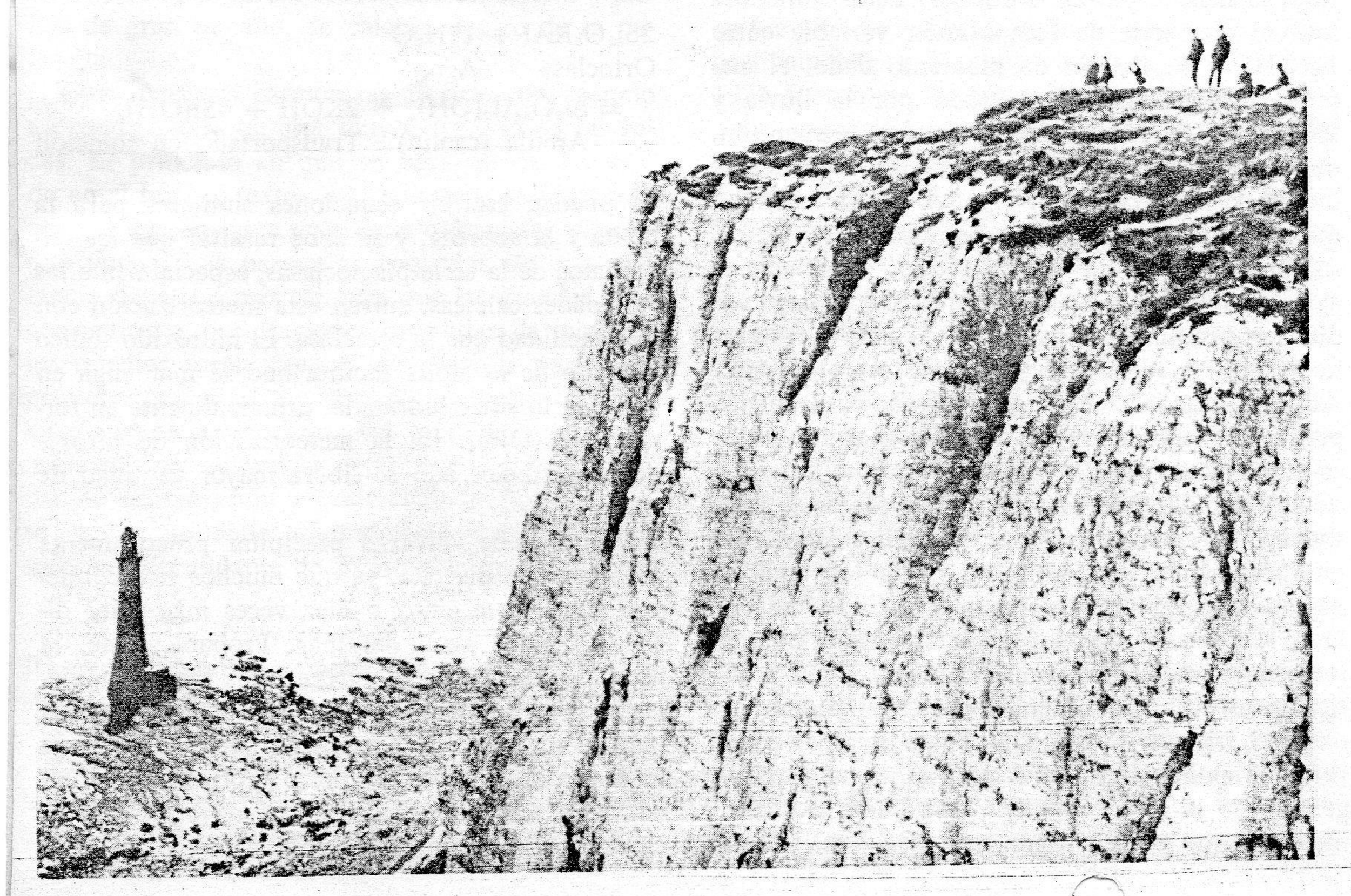
Se pueden escribir ecuaciones similares para la albita y la anortita, y se debe resaltar que los feldespatos de la serie plagioclasas, especialmente las variedades cálcicas, sufren esta meteorización con más facilidad que la ortoclasa. El hidróxido sódico liberado de la albita facilita que se mantenga en solución la sílice hidratada, principalmente en forma de $Si(OH)_4$. En la meteorización de piroxenos y anfíboles aún se libera mayor cantidad de sílice.

Pronto debe volver a precipitar prácticamente toda la sílice disuelta, ya que muchos ríos contienen en el agua cinco o diez veces más sílice disuelta que el agua del mar. Probablemente, la mayor parte de ella se agrega a los fangos aluviales y costeros como uno de los constituyentes del tamaño más fino. Una pequeña parte se fija bajo la forma de silicatos de hierro y otra cantidad se usa para cementar areniscas. El resto es aprovechado por microorganismos. En lagos de agua dul-

ce hay muchas diatomeas, cuyos restos se acumulan como barros de diatomeas en algunos puntos. En el mar, tanto diatomeas como radiolarios (páginas 604-06) extraen sílice para formar sus finas conchas opalinas, y las esponjas sostienen o protegen sus poco agraciadas formas mediante mallas de varillas opalinas o estructuras sueltas de espículas aciculares, también de ópalo. Gran parte de la sílice así empleada pronto vuelve a estar en circulación por redisolución, pero la parte que permanece contribuye a los barros y otros depósitos que lentamente se van acumulando en el fondo del océano.

Parece que fueron las esponjas las que mayor contribución aportaron a la sílice de lo que actualmente aparece en la Creta como *sílex*. La sílice opalina relativamente soluble que, en principio, estaba distribuida por toda la Creta, fue disuelta por las aguas de percolación y se redepositó en la forma insoluble de sílex. Este es otro ejemplo de segregación del tipo de los mencionados para las Calizas Magnesianas (págs. 93-94). La Creta silícica original se ha segregado en sílex, que es SiO_2 casi puro, y creta, que es casi toda CO_3Ca. El sílex, como la calcedonia, es una especie de cañamazo o mosaico de cristales muy pequeños y bastante imperfectos de cuarzo —imperfectos en el sentido de que tienen huecos sin rellenar en la malla cristalina. Por eso, el peso específico del sílex es un poco más bajo que el del cuarzo. El sílex se presenta en forma de nódulos dispersos de formas muy curiosas, concentrados, en general, en capas paralelas a la estratificación (fig. 6.14), que en algunas localidades pasan a formar conjuntos nodulosos tabulares; también, a veces, se forman vetas y cordones de sílex a lo largo de los planos de fractura.

Figura 6.14. Creta con bandas características de nódulos de sílex, Cabo Beach, East Sussex *(P. Ekin-Wood)*.



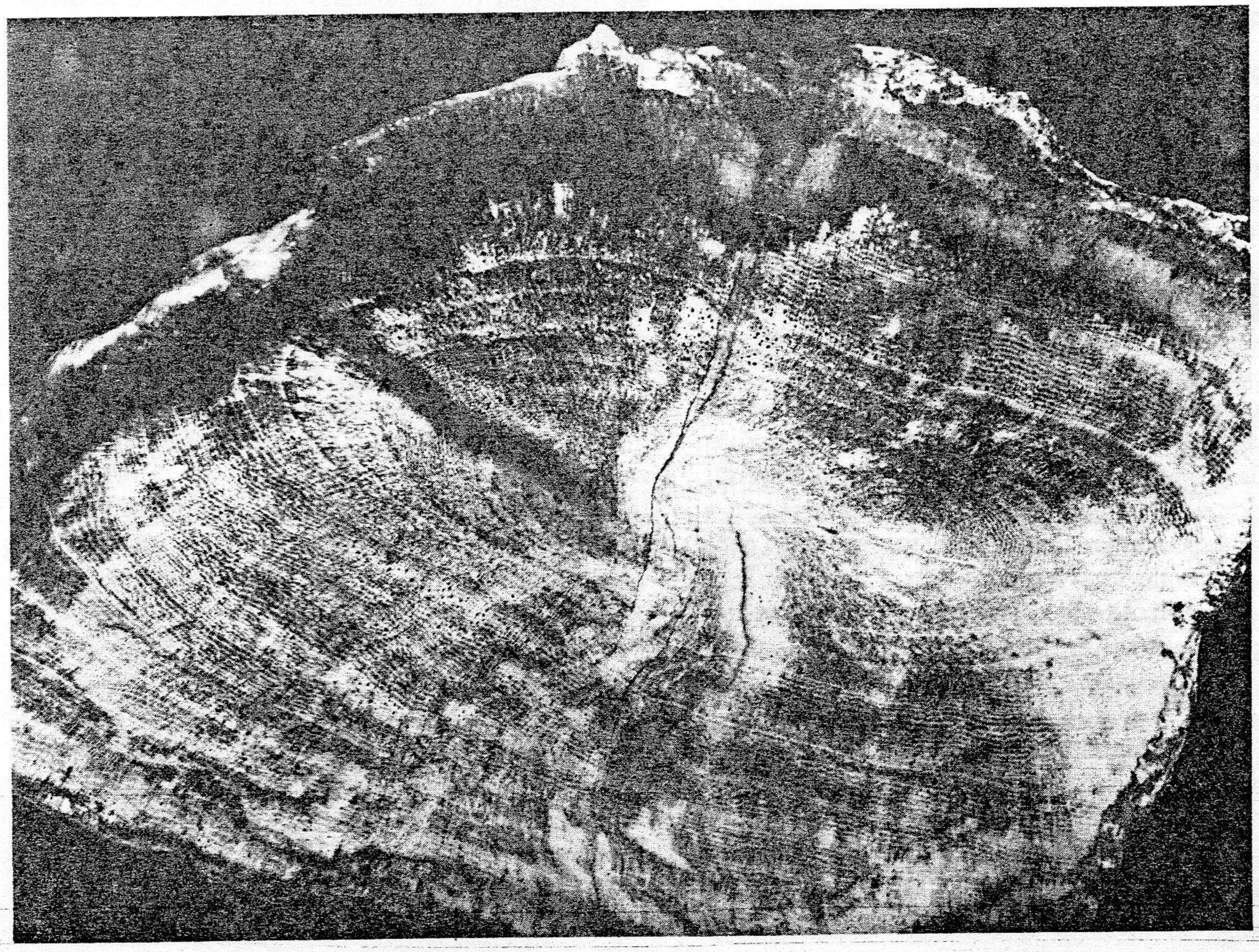
En muchas partes de la Creta hay restos de esponjas que ahora se encuentran como calcita que ha reemplazado la sílice opalina original. A su vez, la sílice liberada pasa entonces a reemplazar las partes más vulnerables y más finamente divididas de la Creta, especialmente alrededor de núcleos adecuados, como las concentraciones de restos de esponjas, y a lo largo de planos de estratificación y de fractura, que sirven de corredores a las soluciones que migran. Cuando se ha depositado en forma de sílex, la sílice ya no vuelve a disolverse.

La silicificación de la caliza no se limita a la formación conocida como la Creta, sino que bandas y concreciones relacionadas de otras calizas (y a veces de las pizarras calcáreas y areniscas) se suelen denominar con el término inglés «*chert*».

Figura 6.15. Ópalo de la madera de un tronco silicificado, Bosque Petrificado, Parque Nacional de Arizona *(Jean Tarant)*.

También hay «cherts» de radiolarios: son antiguos depósitos orgánicos de radiolarios que quedaron cementados por sílice, constituyendo rocas duras, fibrosas o astillosas, compuestas esencialmente de calcedonia, o de jaspe si están coloreadas por impurezas ferruginosas. En realidad tanto el sílex como el jaspe se deben considerar como variedades de «chert».

Sin embargo, el sílex tiene un interés especial, ya que uno de los descubrimientos más importantes del hombre primitivo fue que, entre los materiales naturales a su disposición, el sílex era el más apto para labrar armas y herramientas. El sílex, al igual que la obsidiana (fig. 5.11) se rompe con una fractura concoide y, con algunos golpes bien dados, se consiguen bordes cortantes bien definidos. En otras partes del mundo se utilizaron igualmente obsidiana y «chert», pero donde todavía se conserva Creta, como en grandes extensiones de Gran Bretaña y Europa, se ha encontrado un sinfín de herramientas de sílex en



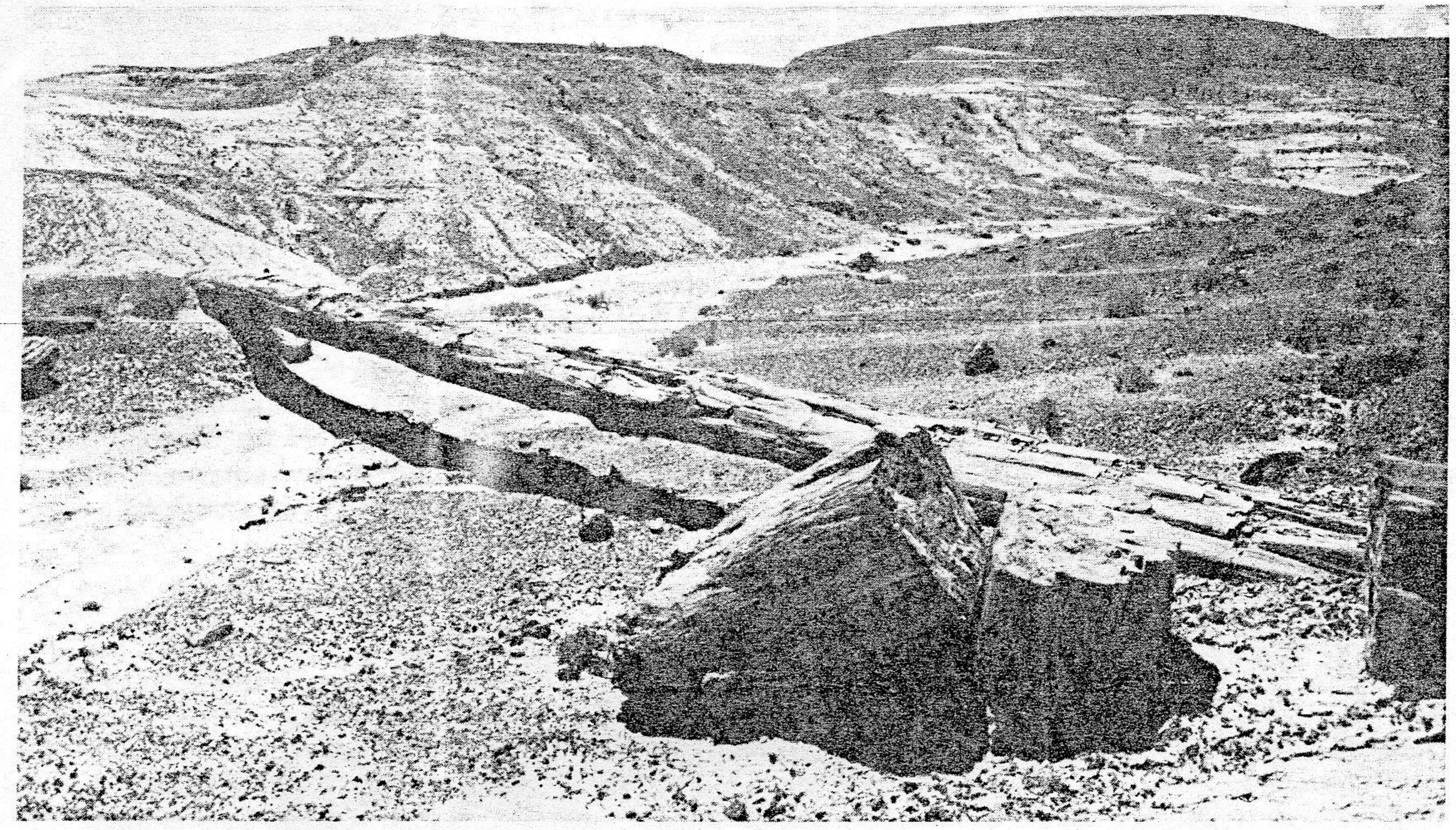


Figura 6.16. Troncos silicificados del Parque Nacional del Bosque Petrificado, Arizona. El tronco que forma un puente (conocido como el «puente de ónix») tiene 15 m de longitud. Ha resistido los ataques de la erosión, mientras que la blanda pizarra arenosa en la que estaba enterrado ha sido arrastrada por la erosión. Estos árboles fósiles crecieron durante el período Triásico, hace unos 200 millones de años *(Dick Carter)*.

las graveras de las terrazas fluviales y en depósitos de cuevas. El sílex, en busca del cual se excavaron las primeras minas conocidas, fue la materia bruta que «permitió a los creativos inventores y a los artesanos industriosos y hábiles de la Edad de Piedra construir los cimientos de las civilizaciones modernas» (V. M. Goldschmidt, *Geochemistry,* 1954, pág. 370).

Uno de los más curiosos de los fenómenos de reemplazamiento es la transformación de madera en ópalo, e incluso en calcedonia o jaspe. En el *ópalo de la madera* (en inglés, «*wood opal*») el reemplazamiento de inmensos troncos a menudo es tan perfectamente metasomático, que las estructuras de la madera, incluso muchos detalles de las células originales, se preservan con una fidelidad asombrosa (fig. 6.15). El proceso de petrificación se produce cuando los troncos de árbol, empapados de agua, quedan enterrados en fangos arenosos feldespáticos, quizás en los bajos del lecho de un río. El agua de percolación va siendo cargada de álcalis y sílice adicional como consecuencia de la degradación continua de los granos feldespáticos. A medida que la soluciones circulan por la madera enterrada, se producen algunos procesos de alquimia natural aún desconocidos. La sílice se fija en forma de ópalo, ocupando el lugar y la forma de la madera *sin alterar la estructura.* La madera (celulosa) probablemente se libera en forma de gas de los pantanos (metano, CH_4) y de dióxido de carbono. Si en lugar de ópalo se forma calcedonia o jaspe, suele haber alguna distorsión interna y pérdida de detalles, pero el reemplazamiento global sigue siendo tan perfecto, que se puede confundir un tronco petrificado con un poste telegráfico caído y meteorizado, hasta que se lo golpea con el martillo.

El conjunto más famoso de troncos silicificados es el del desierto de Arizona, donde es tan grande el número de troncos sin corteza de árboles grandes, algunos de más de 30 m de longitud, que la región se conoce como el Bosque Petrificado (fig. 6.16). Aunque realmente parecen más los restos de una avalancha de troncos que de un bosque, ya que quedan muy pocas raíces y ramas, y es evidente que los troncos recorrieron un largo

camino, antes de quedar enterrados en los fangos arenosos donde se silicificaron. Posteriormente, las arenas y fangos se consolidaron, constituyendo areniscas y pizarras arcillosas abigarradas, debido a la deposición de gran variedad de materiales cementantes, principalmente ferruginosos, pero que también incluyen compuestos de manganeso, cobre y uranio. Cuando brilla el sol en esta región semiárida, se comprende bien el nombre de «Desierto Pintado» que se le da, con toda justicia, a este paisaje de rocas coloreadas y brillantes.

Depósitos de sal

La historia natural del potasio disuelto procedente de la meteorización de las rocas es muy diferente de la historia del sodio. En promedio, estos dos constituyentes son casi igualmente abundantes en las rocas corticales, pero mientras el sodio liberado es arrastrado hacia los océanos, donde se acumula durante un tiempo, gran parte del potasio permanece en el suelo, donde constituye un nutriente esencial para las plantas. Eventualmente, cuando el propio suelo es erosionado, el potasio es arrastrado con él, como constituyente de los minerales arcillosos potásicos. La fijación de potasio por la arcilla continúa en el fondo del mar, junto con la fijación posterior, en el mineral verde glauconita, descrita en la página 260. Del resto que queda, parte es utilizado por las algas marinas, de modo que la cantidad restante, disuelta en el océano, es mucho menor de lo que se podría haber supuesto (como se indica en la tabla adjunta).

La cantidad promedio de sustancias minerales disueltas en el agua del mar es de un 3,5 por ciento. Por conveniencia, suele expresarse en partes por mil (‰) y entonces se dice que la *salinidad* es de 35. Al evaporarse el agua de mar (por ejemplo, a 30°C) comienza la precipitación de cantidades casi despreciables de carbonatos, y la salinidad debe subir hasta más de 100 antes de que se empiece a depositar yeso, $SO_4Ca \cdot 2H_2O$. Cuando la salmuera se ha concentrado, de modo que sólo ocupa una décima parte del volumen original, se separa la sal gema (halita, ClNa) acompañada de algo de anhidrita, SO_4Ca, y así prosigue casi hasta el final. Las sales muy solubles de potasio y magnesio no empiezan a cristalizar hasta que el volumen original se ha reducido hasta ocupar sólo 1/60 parte.

Un ejemplo geológico reciente de evaporación hasta secado, que deja los depósitos de sal resultantes expuestos en superficie, se encuentra en el límite de la provincia etíope de Eritrea, donde se empieza a estrechar el mar Rojo. Es el *Piano del Sale,* una región deprimida bajo el nivel del mar, que originariamente formaba parte del mar Rojo y que ahora es uno de los lugares más secos y calientes de la faz de la tierra. El aislamiento de esta gran zona de evaporación se debe a una acumulación de lavas procedentes de una serie de volcanes que aún no se han extinguido del todo. La depresión está revestida de yeso, que representa una fase de deposición inicial. En la orla interna de este «plato» de yeso hay una extensa zona de sal gema, con intercalaciones de anhidrita, de 32 km de anchura. Cada capa de sal tiene también forma de plato, y como el nivel de la

Principales constituyentes del agua de mar (promedio)		*Salinidades de algunas aguas naturales (promedio)*	
Na	10,56 %	Agua de mar	35 ‰
Mg	1,30	Agua de los ríos	0,16
Ca	0,40	Mar Báltico	7,2
K	0,38	Mar Caspio	13
Cl	19,00	Golfo de Kara Bogaz	185
SO_4	2,65	Mar Negro	20
CO_3H / CO_3	0,14	Mar Muerto	192
		Gran Lago Salado, Utah	203
Br	0,06		

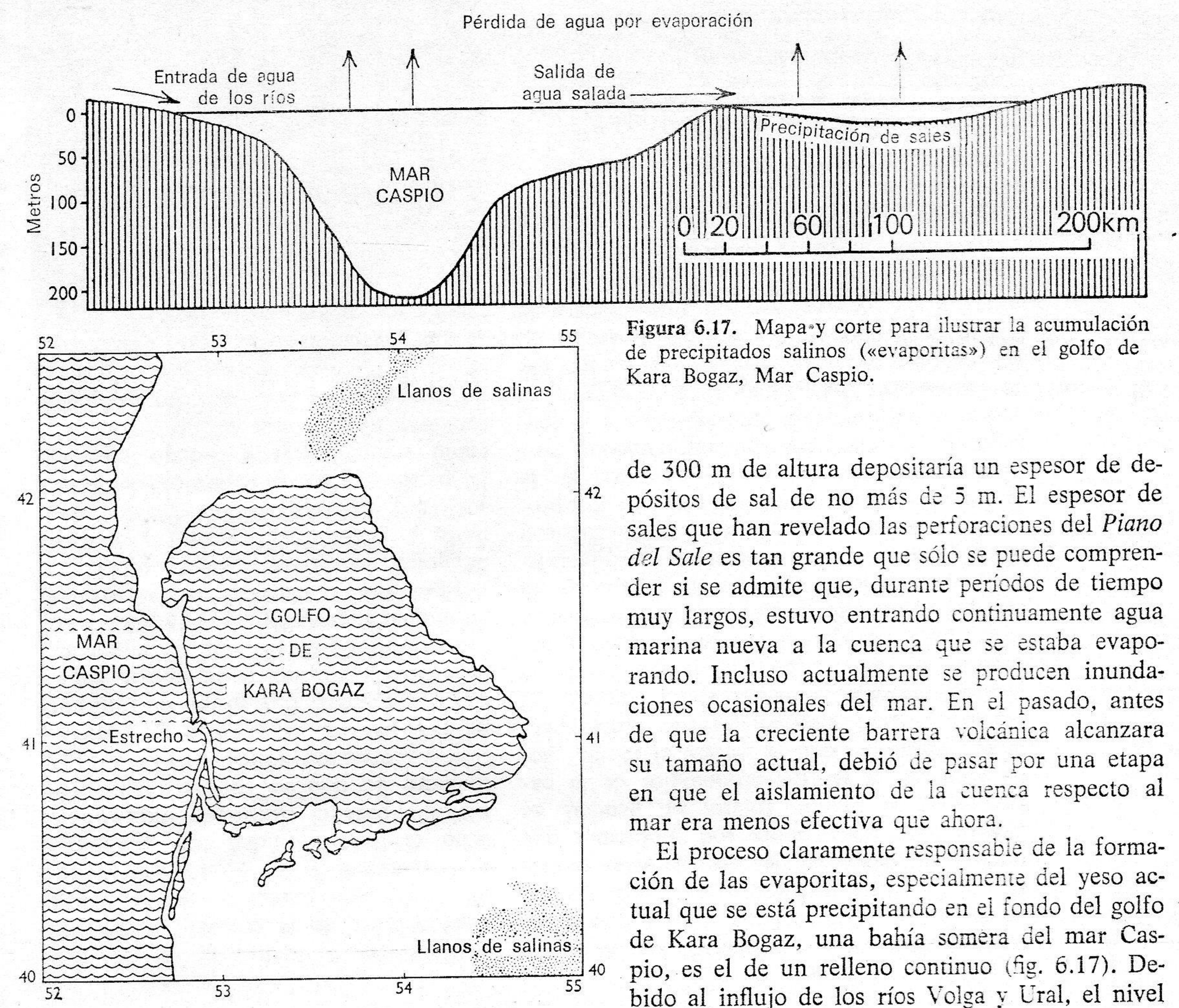


Figura 6.17. Mapa y corte para ilustrar la acumulación de precipitados salinos («evaporitas») en el golfo de Kara Bogaz, Mar Caspio.

salmuera continuó descendiendo con la evaporación continua, cada «plato» es menor que el que tiene debajo. Las sales de potasio aparecen sólo en el corazón de la depresión, que se encuentra unos 120 m más bajo que el nivel del mar. Antes de su explotación comercial, se veían en superficie formando un ancho anillo de carnalita, $ClK \cdot ClMg \cdot 6H_2O$, que se engrosaba hasta alcanzar un espesor de unos 60 m en el centro, donde quedaba recubierto por un espesor de aproximadamente un metro de silvina, ClK, en un área de unas 16 hectáreas.

Aunque todavía no se conoce la profundidad original de la cuenca, difícilmente pudo haber sido de más de 300 m. Una columna de agua de mar de 300 m de altura depositaría un espesor de depósitos de sal de no más de 5 m. El espesor de sales que han revelado las perforaciones del *Piano del Sale* es tan grande que sólo se puede comprender si se admite que, durante períodos de tiempo muy largos, estuvo entrando continuamente agua marina nueva a la cuenca que se estaba evaporando. Incluso actualmente se producen inundaciones ocasionales del mar. En el pasado, antes de que la creciente barrera volcánica alcanzara su tamaño actual, debió de pasar por una etapa en que el aislamiento de la cuenca respecto al mar era menos efectiva que ahora.

El proceso claramente responsable de la formación de las evaporitas, especialmente del yeso actual que se está precipitando en el fondo del golfo de Kara Bogaz, una bahía somera del mar Caspio, es el de un relleno continuo (fig. 6.17). Debido al influjo de los ríos Volga y Ural, el nivel del mar Caspio es siempre más alto que el de Kara Bogaz y, por consiguiente, hay un flujo continuo de agua de salinidad media hacia Kara Bogaz, a través del estrecho canal, que constituye la única conexión con el Caspio. La evaporación se lleva el agua pero deja las sales. La concentración alcanzada actualmente es tal que, además del yeso, ya está precipitando algo de sal gema durante las estaciones calurosas. Si el canal se cerrara y el Kara Bogaz se evaporara hasta secarse, la capa de sales (principalmente sal gema) tendría sólo algo más de 1 m de espesor promedio, mientras que si el canal se mantiene abierto hasta que se rellene de sal el Kara Bogaz, el espesor sólo alcanzaría entre 15 y 18 m, que es la

máxima profundidad actual del agua. Para conseguir un espesor mayor, el fondo del Kara Bogaz tendría que haber estado subsidiendo mientras durara el flujo continuo de agua salada procedente del Caspio. Así se puede comprender cuán extraordinario es el hecho de que en algunas regiones del mundo se hayan acumulado, en el pasado, capas de sal gema de un espesor de varios centenares de metros.

Las minas de sal de Wieliczka (cerca de Cracovia, en el sudoeste de Polonia) se han explotado durante más de cien años, y han sido famosas como atracción turística debido a las casas, iglesias, monumentos, calles, vías férreas y restaurantes subterráneos, excavados todos muy por debajo de la superficie, en una capa de sal de más de 3500 m de espesor. Ni los famosos depósitos alemanes de Stassfurt ni los de Alsacia son tan potentes, aunque comercialmente son más importantes, debido a las valiosas sales potásicas, conservadas bajo una cubierta protectora de arcillas y margas impermeables, que han impedido su acarreo y su pérdida por disolución subsiguiente. Los depósitos conocidos de mayor espesor son los de Texas y estados adyacentes. En Nuevo México tienen unos 3500 m de espesor. Se supone que el espesor es mayor en algunas zonas de Texas (véase pág. 175), pero como la sal puede tener una cubierta de sedimentos de unos 9000 m de espesor, aún no ha sido penetrada en perforaciones.

Sin embargo un espesor de 3500 m es suficiente para plantear serios problemas. ¡Requeriría la evaporación completa de una columna de agua de mar de 240 km de altura! Evidentemente, durante algunos períodos pasados, las aguas de «cuencas de evaporación» inmensamente extensas, de tamaño comparable al mar Rojo o al golfo de México, quedarían desconectadas del principal cuerpo de agua oceánico, como casi le ocurre al Mediterráneo actualmente. Durante largos períodos, debe haber persistido una coincidencia de condiciones especiales con las siguientes características esenciales:

a) clima árido y cálido que garantizara la evaporación necesaria para mantener una concentración suficientemente elevada para que puedan cristalizar las sales;

b) un suministro de sal continuo o intermitente: procedente, en parte, quizá, de ríos y mares interiores, como en el caso de Kara Bogaz, pero principalmente, del agua del mar que fluye hacia la cuenca a través de canales de una sola vía.

c) hundimiento del fondo de la cuenca para hacer sitio suficiente para el espesor creciente de los depósitos de sal;

d) mantenimiento de la barra entre la cuenca subsidente y el océano, posiblemente mediante actividad volcánica, crecimiento hacia arriba de arrecifes de coral o movimientos de tierra;

e) una depresión final, arrastrando con ella a la barra, para dejar sitio para la formación de los potentes y extensos sedimentos que en ocasiones cubren y preservan los depósitos de sal.

Más extendidos que los depósitos de sal gema y de sales potásicas son los precipitados de carbonatos (calizas y dolomía) y la anhidrita, que, en general, se presentan en capas alternantes. La anhidrita de esta asociación tiene un modo de yacimiento característico, en forma de nódulos dispersos en los carbonatos o de nódulos fuertemente encajados entre sí. Una evidencia de cómo se producen se ha encontrado en la región desértica de la Trucial Coast, en aguas someras del extremo sur del golfo Pérsico. Actualmente, aquí, se están depositando estas variedades de evaporitas. Bajo el nivel de bajamar se están depositando sedimentos calcáreos. La zona intercotidal se caracteriza por marañas de algas calcáreas que atrapan dolomita y yeso; sobre el nivel de pleamar hay llanos extensos, donde precipita la anhidrita, en forma de nódulos, a partir del agua subterránea, de origen marino, que se ha convertido en una salmuera de alta concentración, como resultado de la evaporación y de la ausencia de lluvia. Las trincheras cortadas en estos llanos han expuesto unas secuencias minerales, de abajo arriba, que son, respectivamente, los equivalentes de las que hay bajo el nivel de bajamar, a niveles intercotidales y sobre el nivel de pleamar. Si se siguen lateralmente de tierra a mar, las evaporitas de cada facies varían de edad; cada facies es diacrónica.

La evidencia de la Trucial Coast puede guardar relación con la composición de algunos de los depósitos de sal gema y sales potásicas, que difieren químicamente de las evaporitas obtenidas por evaporación experimental del agua del mar. En algunas de estas evaporitas, por ejemplo en

los depósitos potásicos del Devónico medio de Saskatchewan, no sólo no hay sulfatos, sino que la proporción de magnesio también es inferior a la que teóricamente sería de esperar que precipitara después de la sal gema y antes de, y junto con, la sal potásica. A lo largo de la Trucial Coast hay una primera fijación de magnesio a través de la dolomitización de carbonato cálcico. Esto libera calcio, que fija sulfato en forma de yeso y anhidrita. Por eso, la salmuera queda, inicialmente, desprovista de magnesio y sulfato. Se ha sugerido que el agua de mar que tiene acceso a las cuencas de evaporación, en las que se depositan sal gema y sales potásicas, puede adquirir estas condiciones cuando se filtra a través de barreras físicas como barras arrecifales (para la discusión y referencias véase R. C. Selley).

Referencias seleccionadas

Duff, P. McL. D., Hallam, A., and Walton, E. K., 1967, *Cyclic Sedimentation*, Elsevier, Amsterdam.

Johnson, J. H., 1951, 'An introduction to the study of organic limestones', *Quarterly of the Colorado School of Mines*, No. 46.

Krumbein, W. C., and Sloss, L. L., 1963, *Stratigraphy and Sedimentation*, Freeman, San Francisco.

Oakley, K. P., 1946, 'The nature and origin of flint', *Science Progress*, vol. 34, pp. 277–86.

Pettijohn, F. J., 1975, *Sedimentary Rocks*, Harper and Row, New York.

Selley, R. C., 1976, *An Introduction to Sedimentology*, Academic Press, London and New York.